در نوار افیولیتی شمالغرب-غرب سبزوار، گنبدهای آداکیتی پرسیلیس متعددی با ترکیب ریولیت، داسیت، تراکیداسیت، تراکی آندزیت و آندزیت، متعلق به محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن، مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن و نیز در برخی موارد سنگهای رسوبی الیگوسن-میوسن را قطع کردهانـد و تکـههایی از آنها را بـه صورت بیگانه سنگ دربر گرفتهاند. اصلی ترین کانی های سازنده این سنگ ها شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول است که بافت های متنوع فلسیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری را به نمایش میگذارد. حضور حجم زیادی از قطعات تخريبي اين گنبدها در كنگلومراي پليوسن و نبود آنها در واحدهاي تخريبي ميوسن بيانگر بالازدگي و رخنمون يافتن آنها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن-پلیوسن است. ماگمای سازنده این سنگها دارای سرشت آهکی-قلیایی و پرآلومین شاخص کمانهای آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیمبندی سنگهای آداکیتی نیز این سنگها در گروه آداکیتهای پرسیلیس (HSA) جای می گیرد. نمودارهای چند عنصری بهنجارشده به مورب، گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی شدگی این سنگها از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. تهی شدگی شدید از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند: ۲۵ b و Ti که از ویژگی های برجسته محیط های کمانی است، در این سنگها دیده می شود. بر اساس نمودارهای سنگزادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگها، از ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوژیتی یا گارنتآمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوآر به زیر لبـه جنـوبی پهنه البرز شرقی، به وجود آمده است. این ماگما در جریان صعود به ترازه ای بالاتر و جایگزینی در نـوار افیـولیتی، متحمـل فرآيندهاي تبلور تفريقي همراه با هضم و آلايش يوستهاي (AFC) شده است. وجود بيگانه ســنگهــا، خــوردگي و عــدم تعـادل شیمیایی درشت بلورها و بافت غربالی آنها و همچنین مقادیر نسبتهای 50.0%،(Sr⁸⁷/Sr⁸⁶) در این سنگها از شواهد رخـداد این فرآیندها است.

واژههای کلیدی: سنگشناسی، زمین شیمی، آداکیت، پساافیولیت، سبزوار، زون افیولیتی سبزوار

شمال غرب تا جنوب شرق (پهنه ارومیه-دختر)، پیرامون خرد قاره ایران مرکزی، شمال و شمال شرق

گســترش ســنگهـای ماگمـایی ســنوزوئیک از

www.SID.ir

مقدمه

پتـــرولوژی، سال پنجم، شماره هفدهم، بهار ۱۳۹۳، صفحه ۵۱–۶۸ تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۲/۲۲

سنگشناسی و زمینشیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار

خدیجه جمشیدی، حبیباله قاسمی * و محمود صادقیان

گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیدہ

ناپیوسته این گنبدها را میتوان در روستاهای زردکوهی، ساروق، کلاته سادات، کوه سفید، شفیعآباد، مهر، سفیدنهر، نامن و مقیسه با ترکیب بیشتر ریولیتی و در اطراف روستاهای شادمان، جغتای، آبرود و جلمبادان با ترکیب آندزیتی، تراکیآندزیتی، داسیتی و تراکیداسیتی مشاهده کرد (شکل ۱- A و B و شکل ۲).

اگر چه مجموعه افیولیتی و دگرگونه سبزوار که یکے از مهمترین پہنے ہے ای افیولیتی ایران محسوب می شود از دیرباز توجه بسیاری از زمین شناسان را به خود معطوف داشته است، با این وجود گنبدهای نیم هعمیق موجود در آن که از منحصر به فردترین پدیدہ ہای زمین شناسے منطقہ است کمتر مورد توجه قرار گرفتهاند و سرنوشت این گنبدها از نظر خاستگاه و موقعیت تکتونیکی با سؤال های زیادی روبرو بوده است. با توجه به كمبود تحقيقات جامع و کامل در ارتباط با زمینشناسی، ویژگیهای ژئوشیمیایی و خاستگاه سینگ های آذرین پسا افیولیتی سبزوار، انجام مطالعه پترولوژیکی بر روی این واحدهای سنگی امری ضروری و اجتناب ناپذیر مینماید. در این تحقیق سعی شده است با توجه به بررسیهای زمین شناسی در سطح گسترده از جنوب تا شمال و شمالغرب کمربند افیولیتی و همچنین، پردازش دادههای حاصل از تحلیل شیمی سنگهای مورد بررسی، سرگذشت زمین شناسی سنگهای مذبور در منطقه سبزوار تا حد زیادی روشن شود.

زمينشناسي منطقه

منطقه بررسی شده در بخش شمال شرقی پهنه ایران مرکزی (Aghanabati, 2004) قررار دارد و بخشی از پهنه افیولیتی سبزوار (Alavi, 1991) را در شمال و شمال غرب شهرستان سبزوار در بر می گیرد (شکل ۱). مجموعه افیولیتی سبزوار به عنوان قریمی ترین سنگهای موجود در منطقه با سن ایـران (کمـان ماگمـایی سـبزوار)، از عظمـت فعالیـتهـای ماگمـایی سـنوزوئیک حکایـت دارد. بـه نظر مےرسد کے فرورانش سنگ کرہ اقیانوسے نئوتتیس در خلال کرتاسه-پالئوسن، عامل اصلی این فعالیتهای ماگمایی بوده است. چنین حجم بالایی از سنگ های آذرین با ماهیت بیشتر آهکی-قلیایی و متاآلومین همواره مورد توجه زمین شناسان مختلف بوده است. اما در سال های اخیر، بررسی های ژئوشیمیایی دقیق سنگهای آذرین بعد از ائوسن در شمالشرق ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آنها به عنوان سنگ های آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتيس در كمان ماگمايي سبزوار و جنوب قوچان شده است (Salehinejad, 2008) Ghasemi et al., Dehnavi, 2010 Tanha, 2009 (2010. آداكيتها به عنوان سنگهاي أتشفشاني (آندزیت-داسیت-ریولیت) یا نفوذی (دیوریت-تونالیت-ترونجمیت-گرانودیوریت-گرانیت) غنے از سیلیس، غالباً در کمان، ای ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با فرورانش سنگ كره اقيانوسى جوان و داغ با سن کمتر یا برابر با ۲۵ میلیون سال دیده میشود و دارای ویژگیهای ژئوشیمیایی ذیل است Defant and Drummond, 1990 (Kay, 1978) $Al_2O_3 \ge 15$, $SiO_2 \ge 56$:(Wang et al., 2012 درصـــد وزنـــــى، مقـــادير بـــالاى Na₂O (3.5wt%≤Na₂O≤7.5wt%)، نس_بت K₂O/Na₂O 5.5≥، مقــادير Sr بــالا (LILE ,(>300 ppm) بــالا HREE و HREE پــايين Yb<1.8 ppm) .(Y≤18 ppm .ppm)

سنگهای آداکیتی پسا افیولیتی سبزوار، به صورت گنبدهای نیمهعمیق بزرگ و کوچک و گاهی به صورت دایک، با ترکیب نسبتاً متنوع (آندزیت تا ریولیت) در سنگ میزبانهای مختلف (افیولیتهای کرتاسه-پالئوسن تا مجموعههای آتشفشانی و رسوبی ائوسن، الیگوسن و میوسن) حضور دارد. رخنمونهای WWW.SID.ir

تركيبي ريوليت، داسيت، تراكي داسيت، آندزيت و تراکی آندزیت است (شکل ۳-A). در شمال نوار افیولیتی سیزوار (جنوبغرب جغتای و در اطراف روستاهای نوده انقلاب، دستوران، بید، طبس و غيره)، همين گنبدها با ترکيب آندزيت، تراكي آندزيت و داسيت، توالى آتشفشانى-رسوبى ائوسن را قطع کردهاند. در جنوب نوار افیولیتی نیز در محدوده نامن-مقیسه، گنبدهای آداکیتی مزبور حاوی بیگانه سنگ های مارنی الیگومیوسن است. حضور بیگانه سنگ هایی از مجموعه افیولیتی سبزوار سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن و مارنهای الیگومیوسنن در این گنبدها (شکل ۳- B و C) نشاندهنده نفوذ آخرین گروه از آنها در اواخر میوسن است. به علاوه، حضور قطعات آنها در کنگلومرای پلیوسن (شکل D-۳) بیانگر رخنمون یافتن آنها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن-پلیوسن است. دادہ های سنی ایزوتوپی نیز گویای سن متفاوت گنبدها از پالئوسن-ائوسن تـا پليوسن است (Spies et) Ghasemi et al., 2010 sal., 1983). گنبدهای آداکیتلی مشابهی نیز در حد فاصل اسفراین-قوچان (در شمال منطقه) دیدہ مےشود کے بر اساس تعیین سنهای انجام شده توسط Spies و همکاران (۱۹۸۳) و Ghasemi و همک_اران (۲۰۱۰) بس_یار جوان (۲ تا ۲۵ میلیون ساله) است.



گنب دهای آداکیتی بررسی شده در راستای شمال غربی جنوب شرقی (شکل ۲) به گونه ای آشکار سنگ های هارزبورژیتی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کردهاند. رنگ این گنبدها از سفید تا خاکستری مایل به صورتی متغیر بوده، دارای طیف





شکل ۱-A) موقعیت منطقه سبزوار در نقشه پهنههای ساختاری و زمینشناسی ایران از Aghanabati (۲۰۰۴) که با کادر سفید مشخص شده است، B) موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به گنبدهای بررسی شده. مناطقی که برای دسترسی به رخنمونهای سـنگهـای آذریـن پسـا افیولیتی مناسب است، با ● مشخص شدهاند. www.SID.ir



شکل ۲- نقشه زمینشناسی کلی از موقعیت سنگهای آداکیتی بررسی شده در شمال سبزوار که بر اساس تصویر مـاهوارهای و برداشـتهـای صحرایی رسم شده است.





شکل ۳- A) رخنمون گنبد ریولیتی شمال روستای مهر در مجموعه افیولیتی سبزوار؛ B) حضور بیگانهسنگ هارزبورژیتی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار در آداکیتها؛ C) حضور قطعاتی از مارنهای میوسن در در آداکیتها؛ D) حضور قطعاتی از آداکیتها در کنگلومرای پلیوسن

شیمی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال و با روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (با روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از Mn ،Mg ،K ،Fe ،Cr ،Ca ،Ba ،Al) برای Mn ،Mg ،K ،Fe ،Cr ،Ca ،Ba ترکیبی با کد Sr ،Si ،F ،Nb ،Na ترکیبی با کد IMS95A (با روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتهاند

روش انجام پژوهش

پس از بررسی های جامع میدانی و برداشت های صحرایی در مناطق یاد شده، تعداد ۱۵۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی های سنگ شناسی تهیه شد. همچنین، بر اساس تنوع سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی گسترش گنبدها، تعداد ۲۸ نمونه سنگ کل از آنها انتخاب و برای انجام تحلیل دو ظرفیتی و سے ظرفیتی (Middlemost, 1989)

(جـدول ۱). نتـايج حاصـل، پـس از انجـام تصـحيحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفت.

جدول ۱- نتایج تحلیل شیمیایی عناصر اصلی (wt%) کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) متعلق به ۲۸ نمونه از سنگهای آداکیتی منطقه سبزوار

| | | | | | | | | | | | | | ,,,, | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Samples | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| SiO ₂ | 57.42 | 58.74 | 60.10 | 60.41 | 55.53 | 56.86 | 62.56 | 62.78 | 68.61 | 63.60 | 69.72 | 70.23 | 70.28 | 70.40 |
| TiO ₂ | 0.52 | 0.56 | 0.50 | 0.45 | 0.70 | 0.64 | 0.48 | 0.41 | 0.15 | 0.47 | 0.02 | 0.04 | 0.10 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 18.06 | 18.59 | 19.07 | 17.82 | 18.24 | 18.22 | 17.74 | 18.31 | 18.82 | 17.29 | 20.64 | 20.24 | 18.73 | 19.81 |
| FeO | 2.44 | 2.19 | 1.68 | 1.52 | 3.03 | 2.69 | 1.78 | 1.63 | 0.81 | 1.80 | 0.25 | 0.30 | 0.51 | 0.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.53 | 4.06 | 3.12 | 2.28 | 4.55 | 4.03 | 2.68 | 1.63 | 0.81 | 2.70 | 0.25 | 0.30 | 0.51 | 0.28 |
| MnO | 0.13 | 0.12 | 0.04 | 0.06 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| MgO | 3.91 | 2.61 | 2.06 | 4.62 | 4.98 | 4.38 | 3.06 | 2.45 | 0.75 | 2.92 | 0.10 | 0.18 | 0.25 | 0.16 |
| CaO | 7.06 | 6.44 | 5.21 | 4.12 | 4.31 | 4.40 | 5.41 | 3.62 | 0.87 | 5.25 | 1.25 | 0.46 | 1.97 | 0.42 |
| Na ₂ O | 3.91 | 4.06 | 3.98 | 4.93 | 6.05 | 6.68 | 4.39 | 5.27 | 6.51 | 4.51 | 4.57 | 5.38 | 5.33 | 5.37 |
| K ₂ O | 1.28 | 0.59 | 1.73 | 1.87 | 1.23 | 1.10 | 0.72 | 2.05 | 2.24 | 0.77 | 3.57 | 3.62 | 2.90 | 3.48 |
| P_2O_5 | 0.19 | 0.16 | 0.18 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | 0.11 | 0.22 | 0.13 | 0.13 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.03 |
| L.O.I. | 2.10 | 3.30 | 3.70 | 3.10 | 2.70 | 2.10 | 2.40 | 3.10 | 1.60 | 1.90 | 1.10 | 0.70 | 0.80 | 1.10 |
| Ba | 357.7 | 130.1 | 206.0 | 381.0 | 135.7 | 149.7 | 130.3 | 445.6 | 463.9 | 132.5 | 518.0 | 545.1 | 481.0 | 559.6 |
| Со | 21.90 | 13.10 | 8.70 | 15.60 | 24.80 | 21.00 | 13.50 | 9.30 | 1.20 | 13.60 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 1.00 |
| Cs | 0.60 | 0.40 | 0.50 | 0.60 | 1.00 | 0.10 | 0.20 | 0.90 | 0.80 | 0.20 | <0.5 | 0.50 | 1.00 | <0.5 |
| Ga | 17.40 | 17.70 | 16.30 | 15.80 | 16.40 | 17.50 | 15.90 | 16.80 | 17.70 | 15.80 | 2.60 | 1.80 | 0.80 | 1.80 |
| Hf | 2.00 | 2.20 | 2.70 | 2.90 | 2.10 | 2.20 | 2.40 | 3.20 | 2.70 | 2.80 | 18.70 | 16.10 | 16.40 | 16.00 |
| Nb | 2.00 | 2.70 | 4.10 | 4.80 | 1.70 | 1.90 | 2.40 | 5.80 | 7.70 | 2.60 | 2.10 | 1.90 | 2.00 | 1.90 |
| Rb | 19.80 | 9.20 | 22.40 | 31.80 | 22.60 | 10.20 | 10.10 | 38.70 | 43.10 | 10.5 | 6.80 | 3.70 | 5.00 | 4.10 |
| Sr | 780.6 | 366.1 | 470.0 | 731.7 | 463.9 | 208.6 | 507.1 | 848.5 | 673.5 | 400 | 70.10 | 73.60 | 58.00 | 68.30 |
| Ta | 0.10 | 0.20 | 0.30 | 0.40 | 0.10 | 0.20 | 0.10 | 0.40 | 0.60 | 0.10 | 337.80 | 344.50 | 894.50 | 335.10 |
| Th | 2.50 | 1.30 | 1.50 | 3.00 | 1.10 | 0.90 | 0.80 | 3.60 | 3.80 | 0.70 | 0.60 | 0.30 | 0.30 | 0.30 |
| U | 0.80 | 0.40 | 0.50 | 1.20 | 0.30 | 0.40 | 0.40 | 1.20 | 1.20 | 0.40 | 1.60 | 1.70 | 1.50 | 1.50 |
| v | 208.00 | 134.00 | 70.00 | 76.00 | 207.00 | 170.00 | 86.00 | 58.00 | 19.00 | 90.00 | 1.80 | 1.00 | 1.10 | 1.00 |
| Zr | 69.20 | 72.60 | 110.60 | 103.30 | 64.60 | 66.60 | 85.70 | 124.30 | 90.10 | 88.00 | <5 | <5 | 9.00 | <5 |
| Y | 11.70 | 14.60 | 14.50 | 8.70 | 17.30 | 17.10 | 16.80 | 9.20 | 9.20 | 17.00 | 38.40 | 40.50 | 61.40 | 38.80 |
| La | 10.90 | 7.50 | 8.80 | 11.90 | 5.80 | 5.60 | 6.10 | 13.00 | 15.40 | 6.90 | 6.30 | 5.70 | 3.40 | 5.50 |
| Ce | 23.40 | 17.20 | 21.40 | 22.20 | 13.10 | 13.00 | 15.80 | 26.40 | 31.50 | 16.30 | 3.80 | 5.50 | 5.10 | 5.90 |
| Pr | 2.94 | 2.31 | 2.70 | 2.66 | 1.92 | 1.96 | 2.25 | 3.04 | 3.60 | 2.34 | 7.50 | 10.10 | 9.20 | 10.20 |
| Nd | 12.70 | 10.70 | 10.90 | 10.60 | 9.60 | 9.30 | 10.30 | 11.10 | 12.90 | 10.10 | 0.93 | 1.21 | 1.14 | 1.29 |
| Sm | 2.60 | 2.30 | 2.50 | 2.10 | 2.70 | 2.60 | 2.50 | 2.10 | 1.90 | 2.50 | 3.50 | 4.30 | 4.20 | 5.10 |
| Eu | 0.79 | 0.72 | 0.79 | 0.59 | 0.77 | 0.80 | 0.72 | 0.61 | 0.55 | 0.69 | 0.80 | 1.00 | 0.80 | 1.00 |
| Gd | 2.16 | 2.81 | 2.67 | 1.97 | 3.12 | 3.02 | 2.80 | 1.59 | 1.59 | 2.83 | 0.26 | 0.25 | 0.24 | 0.29 |
| Tb | 0.38 | 0.45 | 0.43 | 0.30 | 0.55 | 0.52 | 0.49 | 0.27 | 0.26 | 0.48 | 1.02 | 0.96 | 0.61 | 0.97 |
| Dy | 2.06 | 2.62 | 2.54 | 1.63 | 3.21 | 2.80 | 2.88 | 1.46 | 1.39 | 2.74 | 0.18 | 0.17 | 0.10 | 0.16 |
| Ho | 0.37 | 0.50 | 0.43 | 0.29 | 0.61 | 0.57 | 0.54 | 0.29 | 0.26 | 0.59 | 0.96 | 0.77 | 0.54 | 0.91 |
| Er | 1.14 | 1.50 | 1.35 | 0.88 | 1.76 | 1.84 | 1.82 | 0.86 | 0.78 | 1.70 | 0.18 | 0.16 | 0.10 | 0.16 |
| Yb | 1.10 | 1.54 | 1.35 | 0.84 | 1.67 | 1.73 | 1.67 | 0.77 | 0.78 | 1.73 | 0.52 | 0.43 | 0.25 | 0.41 |
| Lu | 0.18 | 0.24 | 0.23 | 0.14 | 0.29 | 0.28 | 0.29 | 0.14 | 0.13 | 0.30 | 0.47 | 0.38 | 0.26 | 0.42 |
| Ce/Yb | 21.27 | 11.17 | 15.85 | 26.43 | 7.84 | 7.51 | 9.46 | 34.29 | 40.38 | 9.42 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | 0.06 |
| Sr/Y | 66.71 | 25.07 | 32.41 | 84.10 | 26.81 | 12.19 | 30.1 | 92.22 | 73.20 | 23.53 | 15.96 | 26.58 | 35.38 | 24.29 |
| La/Yb | 9.91 | 4.87 | 6.52 | 14.17 | 3.47 | 3.24 | 3.65 | 16.88 | 19.74 | 3.99 | 53.61 | 60.43 | 263.0 | 60.92 |
| | | | | | | | | | | | | | | |

| ۵ | ۶ |
|---|---|
| | |

| | | | | | | | | | | | | | ول ۱ | ادامه جد |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| Samples | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
| SiO ₂ | 70.72 | 70.78 | 70.95 | 71.27 | 71.39 | 73.22 | 72.09 | 72.3 | 72.32 | 72.46 | 72.54 | 72.64 | 72.92 | 73.14 |
| TiO ₂ | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.02 | 17.64 | 17.53 | 17.62 | 16.88 | 16.94 | 17.23 | 17.52 | 17.55 |
| Al ₂ O ₃ | 18.67 | 16.60 | 18.2 | 17.14 | 16.63 | 16.45 | 0.32 | 0.34 | 0.38 | 0.34 | 0.28 | 0.37 | 0.35 | 0.36 |
| FeO | 0.41 | 0.36 | 0.44 | 0.42 | 0.66 | 0.39 | 0.32 | 0.34 | 0.38 | 0.34 | 0.28 | 0.37 | 0.35 | 0.36 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.41 | 0.36 | 0.44 | 0.24 | 0.66 | 0.39 | 0.12 | 0.18 | 0.24 | 0.13 | 0.14 | 0.18 | 0.16 | 0.16 |
| MnO | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.15 | 0.08 | 1.52 | 0.40 | 0.26 | 0.51 | 0.80 | 0.60 | 1.34 | 1.63 |
| MgO | 0.24 | 0.22 | 0.23 | 0.43 | 0.53 | 0.13 | 5.12 | 6.50 | 7.07 | 5.57 | 5.27 | 6.22 | 5.58 | 5.17 |
| CaO | 0.81 | 2.68 | 1.81 | 0.35 | 0.97 | 1.19 | 3.48 | 3.10 | 2.65 | 4.21 | 3.55 | 3.17 | 2.36 | 2.32 |
| Na ₂ O | 5.73 | 4.85 | 5.26 | 6.32 | 5.27 | 5.10 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.01 |
| K_2O | 3.35 | 1.92 | 2.67 | 3.46 | 3.50 | 3.75 | 0.06 | 0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | 0.01 | 0.01 |
| P_2O_5 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.17 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.07 | 0.06 |
| L.O.I. | 1.00 | 3.50 | 1.20 | 0.80 | 1.40 | 0.80 | 0.90 | 0.70 | 0.60 | 1.00 | 1.50 | 0.60 | 0.80 | 0.70 |
| Ba | 539.2 | 318.5 | 413.4 | 424.3 | 558.9 | 493.8 | 507.5 | 466.5 | 445.5 | 510.1 | 502.8 | 487.8 | 310.8 | 304 |
| Be | 2.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 2.00 | 3.00 | 1.00 | 2.00 | 1.00 | 3.00 | 2.00 | 2.00 | 1.00 | 1.00 |
| Cs | 1.10 | 1.20 | 1.30 | 0.50 | 1.30 | 3.20 | 2.50 | 0.70 | 0.50 | 1.30 | 2.00 | 1.20 | 1.20 | 1.70 |
| Ga | 17.40 | 17.20 | 17.80 | 16.50 | 17.40 | 16.90 | 18.20 | 18.40 | 16.90 | 18.10 | 16.80 | 17.20 | 18.30 | 19.80 |
| Hf | 1.90 | 2.10 | 2.40 | 2.00 | 3.20 | 2.10 | 2.00 | 1.90 | 1.40 | 2.10 | 2.10 | 1.90 | 1.90 | 1.70 |
| Nb | 5.20 | 5.40 | 5.00 | 5.20 | 9.40 | 9.30 | 7.20 | 6.40 | 6.70 | 9.30 | 7.10 | 6.30 | 10.60 | 10.60 |
| Rb | 65.50 | 35.70 | 52.70 | 65.30 | 70.90 | 83.10 | 72.70 | 67.80 | 52.40 | 92.10 | 71.30 | 65.90 | 46.00 | 47.50 |
| Sr | 811.00 | 512.2 | 810.6 | 208.2 | 338.8 | 365.7 | 475.5 | 537.7 | 377.5 | 459.9 | 246.7 | 644.3 | 283.2 | 314.10 |
| Та | 0.40 | 0.30 | 0.30 | 0.40 | 0.80 | 0.70 | 0.60 | 0.50 | 0.40 | 0.80 | 0.70 | 0.50 | 1.00 | 1.00 |
| Th | 0.50 | 0.70 | 0.70 | 0.80 | 4.80 | 1.70 | 1.20 | 1.00 | 0.10 | 1.00 | 2.10 | 1.20 | 0.40 | 0.30 |
| U | 1.10 | 0.70 | 1.10 | 1.30 | 2.60 | 1.90 | 1.40 | 1.70 | 1.10 | 2.40 | 2.00 | 1.50 | 1.90 | 1.70 |
| V | 6.00 | 7.00 | 7.00 | 8.00 | 10.0 | <5 | <5 | 5.00 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Zr | 46.40 | 50.0 | 53.8 | 49.0 | 74.0 | 39.50 | 41.1 | 43.9 | 31.60 | 39.4 | 41.9 | 43.70 | 24.80 | 24.70 |
| Y | 2.90 | 2.70 | 3.20 | 2.70 | 13.1 | 3.60 | 5.60 | 4.70 | 2.20 | 3.40 | 6.40 | 4.30 | 4.80 | 4.90 |
| La | 2.70 | 2.50 | 3.40 | 2.40 | 15.6 | 5.10 | 5.10 | 4.40 | 1.00 | 4.60 | 4.10 | 3.40 | 3.00 | 2.90 |
| Ce | 4.70 | 4.60 | 6.80 | 4.50 | 30.8 | 9.90 | 10.0 | 7.10 | 1.40 | 9.00 | 7.90 | 6.90 | 4.70 | 5.30 |
| Pr | 0.63 | 0.59 | 0.82 | 0.53 | 3.72 | 1.19 | 1.19 | 0.91 | 0.17 | 1.08 | 0.98 | 0.84 | 0.61 | 0.63 |
| Nd | 2.70 | 2.20 | 3.20 | 2.10 | 13.4 | 5.00 | 4.70 | 3.60 | 0.70 | 4.10 | 3.30 | 3.60 | 2.50 | 2.50 |
| Sm | 0.50 | 0.40 | 0.60 | 0.40 | 2.50 | 1.00 | 0.90 | 0.80 | 0.20 | 0.80 | 1.00 | 0.70 | 1.00 | 1.00 |
| Eu | 0.14 | 0.16 | 0.18 | 0.16 | 0.42 | 0.24 | 0.24 | 0.27 | 0.13 | 0.24 | 0.23 | 0.26 | 0.30 | 0.32 |
| Gd | 0.39 | 0.38 | 0.50 | 0.38 | 2.22 | 0.94 | 0.87 | 0.78 | 0.28 | 0.83 | 1.04 | 0.64 | 1.23 | 1.20 |
| Тb | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.37 | 0.14 | 0.17 | 0.14 | 0.06 | 0.14 | 0.18 | 0.14 | 0.19 | 0.21 |
| Dy | 0.39 | 0.39 | 0.45 | 0.37 | 2.15 | 0.72 | 0.85 | 0.71 | 0.36 | 0.63 | 0.96 | 0.68 | 0.89 | 1.03 |
| Ho | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.37 | 0.09 | 0.14 | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.16 | 0.12 | 0.11 | 0.11 |
| Er | 0.21 | 0.22 | 0.27 | 0.20 | 1.07 | 0.17 | 0.41 | 0.33 | 0.13 | 0.14 | 0.45 | 0.30 | 0.19 | 0.21 |
| Yb | 0.17 | 0.18 | 0.22 | 0.19 | 1.06 | 0.11 | 0.40 | 0.33 | 0.05 | 0.10 | 0.46 | 0.32 | 0.08 | 0.11 |
| Lu | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.17 | 0.01 | 0.06 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.05 | 0.01 | 0.01 |
| Ce/Yb | 27.65 | 25.56 | 30.91 | 23.68 | 29.06 | 90.00 | 25.00 | 21.52 | 28.00 | 90.00 | 17.17 | 21.56 | 58.75 | 48.18 |
| Sr/Y | 279.6 | 189.7 | 253.3 | 77.11 | 25.86 | 101.58 | 84.91 | 114.4 | 171.5 | 135.2 | 38.54 | 149.8 | 59 | 64.10 |
| La/Yb | 15.88 | 13.89 | 15.45 | 12.63 | 14.72 | 46.36 | 12.75 | 13.33 | 20.00 | 46.00 | 8.91 | 10.63 | 37.50 | 26.36 |

پتروگرافی بر اساس بررسیهای صحرایی و پتروگرافی، سنگهای نیمهعمیق بعد از ائوسن در سه گروه مشخص ریولیت، داسیت-تراکیداسیت و آندزیت-مشخص ریولیت، داسیت-تراکیداسیت و آندزیت-ریولیتها از نوع فلسیتی پورفیری همراه با فنوکرسیتها از نوع فلسیتی پورفیری همراه با میانیدین و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و بیوتیت در سانیدین و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و بیوتیت در یک زمینه ریزبلور است (شکل ۴-۸). گنبدهای داسیتی-تراکیداسیتی با ظاهر خاکستری روشن دارای بافتهای پورفیری با زمینه ریزبلور و دارای بافتهای پورفیری با زمینه ریزبلور و

پلاژیوکلاز با ماکل پلیسنتیک و منطقهبندی ترکیبی، همراه با هورنبلند، سانیدین و بیوتیت است (شکل ۴–B). گنبدهای تراکیآندزیتی-آندزیتی با ظاهری خاکستری رنگ و بافتهای پورفیری، جریانی و گلومروپورفیری، سرشار از درشتبلورهای هورنبلند با منطقهبندی ترکیبی در زمینهای دانهریزتر است (شکل ۴– C و D). درشتبلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با بلورهای کشیده بیوتیت نیز در مقاطع میکروسکوپی این سنگها مشاهده میشود. نمونههای برداشت شده از حواشی گنبدها نسبت نمونههای بخشهای مرکزی، از بافت





ژئوشيمى

برای بررسی ویژگی های ژئوشیمیایی و فرآیندهای سنگشناختی مرتبط با سنگهای آذرین پس از ائوسن از دادههای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). در



نم ودار SiO₂ در مقاب ل مجم وع آلک الی (Na₂O+K₂O) از Bas و همک اران (۱۹۸۶) سنگهای بررسی شده در قلم و ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت قرار می گیرد (شکل ۵-۸) که با مشاهدات پتروگرافی

سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهیشدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) است (شکل ۷). به علاوه، ریولیتها در مقایسه با آندزیتها و تراکیآندزیتها تا ۱۰ برابر از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنیشدگی و به همین مقدار از عناصر نادر خاکی سنگین تهیشدگی نشان میدهد که دلیل روشنی بر منشأ تفریقی آنها از ماگمای حدواسط آندزیتی است. این ویژگیهای ژئوشیمیایی، شاخص ماگماهای آهکی-قلیایی مناطق فرورانش است که از ذوب بخشی یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشتهای دگر نهاد روی آن حاصل شدهاند و سپس در خلال صعود به ترازهای بالاتر متحمل فرآیندهای تبلور جدایشی، هضم و آلایش با مواد پوستهای شدهاند.

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند: Nb و Ti از ویژگیهای برجسته محیطهای کمانی است (Hawkesworth et al., 1993 Gill, 1981). ايسن امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوستهای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ول____ ول___ Stalder (۱۹۹۵) افمک___اران (۱۹۹۸) و Ayers (۱۹۹۸) نامحلول بودن این عناصر در فاز سيال آبگون دگر نهاد كننده گوشته و باقىماندن آنها در فازهای تفالهای دیرگداز موجود در سنگ کره فروروندده (روتيل، ايلمنيت، آمفيبول پارگازيتي تیتاندار، اسفن، آپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این امر میدانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمانها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آنها از عناصر ليتوفيل بزرگ يون (LILE) مرىدانند (Keppler, 1996). حلالیت بـالای LILE در ایت سیالات و شستشو و حملونقل آنها از سنگ کره

ایــن ســنگهـا کــاملاً مطابقــت دارد. در نمــودار تغییــرات درصــد وزنــی SiO₂ در مقابــل K₂O از Miyashiro (۱۹۷۴) نیے نمونے میای ریےولیتی در محدوده كالك آلكالن پتاسيم بالا و تركيبات حد واسط تر (آندزیت و تراکی آندزیت) در سری کالک آلکالن عادی و طیف کلی نمونه ها یک تحول تدریجی و آرام را از آهکی-قلیایی عادی به آهکی-قلیایی پتاسیم بالا نشان میدهد (شکل B-۵). بررسے تحول ژئوشےمیایی سے تکھای آذریے بررسی شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (شکل ۶- A و B) بیانگر نقش تبلور تفریقی در تشکیل آنها است. بنابراین، می توان نتیجه گرفت که ترکیبات ريوليتي، بخشهاي بسيار تفريق يافته ماگماهايي با ترکیب آندزیت-تراکیآندزیت است که پس از تفریق یافتگی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و به صورت گنبد جایگزین شدهاند. نمودار و Pearce در برابــــر CaO/Al₂O₃ در برابــــر FeO_{total}/MgO همکاران (۱۹۸۴) نیے نشاندهنده نقش تبلور تفریقی فازهای کانیایی اصلی سازنده این سنگها (آمفیبول و پلاژیوکلاز) در خلال تحول ماگمای مادر سازنده آنها است (شکل ۶-C). روند مشاهده شــده در نمــودار Rb/Zr در مقابــل K₂O/Na₂O از Esperanca و همک_اران (۱۹۹۲) (ش_کل ۶-D) و همچنین، مقادیر بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (نظير: Rb ،K ،Ba و Sr) نيرز بيرانگر نقرش فرآینـدهای جـدایش بلـوری و آلایـش پوسـتهای در تحول ماگمای سازنده سنگهای بررسی شده است. نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) بهنجارشده عناصر نادر خاكي اين سنگها نسبت ب_ه مقادیر گوش_ته اولی_ه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و کندریت از Sun (۱۹۸۰) بیانگر ارتباط زایشے نمونے ہےای سے نگی بررسے شدہ با یک دیگر، غنے شدگی نسبی ہم۔ ہ آنہا از عناصر نادر خاکی www.SID.ir

اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشتهای محل منشأ ماگما و همچنین، نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگهای ماگمایی مناطق کمانی دارد. برای مشخص کردن محیط زمینساختی تشکیل سنگهای آذرین بررسی شده از نمودارهای تمایز محیط زمینساختی سنگهای (Pearce *et al*, تمین است (Pearce *et al*, میاه) زانیتوئیدی استفاده شده است (1984. در این نمودارها که بر اساس مقادیر عناصر کمیاب ترسیم شدهاند همه سنگهای بررسی شده در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی واقع شدهاند (شکل ۸).

به عقیده Juteau و Juteau (۱۹۹۷) کمانهای آتشفشانی را میتوان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته کمانهای غنیشده (۱۵<Ce/Yb) و کمتر غنیشده (۱۵>Ce/Yb) تقسیم کرد. با توجه به میانگین حدود ۳۰ نسبت Ce/Yb نمونهها، سنگهای بررسی شده متعلق به یک کمان سنگهای بررسی شده است (جدول ۱). این غنیشدگی را میتوان به نرخ پایین ذوب بخشی گوشته محل منشأ، دگرنهادی شدید محل منشأ گوشتهای و یا آلایش ماگما با مواد پوستهای نسبت

داد. با توجه به نتایج تحلیل شیمیایی سنگهای بررسی شده و بر اساس مجموعه نمودارهای مذکور میتوان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده سنگهای مورد بررسی از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا بوده، به یک کمان غنیشده حاشیه قاره وابسته است که به دلیل آلودگی با مواد پوستهای، عناصر لیتوفیل بزرگ یون آن افزایش یافته است.

مطالعه نسبتهای ایزوتوپی Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ اولیه این گنبدها درمناطق سبزوار -کاشمر -قوچان توسط Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) نشان میدهد که میانگین این نسبت در آنها از ۲۰۲۰٬۰ تا ۲۷۰۵۷ (میانگین این نسبت در آنها از میانگین این مقدار اگرچه پایین است اما از میانگین این نسبت در ماگماهای برخاسته از گوه گوشتهای مناطق فرورانش (۲۷۰۲۵) بالاتر است. با تشکیل ماگمای سازنده سنگهای منطقه از ذوب بخشی یک سنگ کره اقیانوسی فرورانده شده و رسوبات روی ان و یا ذوب بخشی گوه گوشتهای دگرنهاد شده روی آن در یک منطقه فرورانشی حاشیه قاره و آلودگی ماگمای مزبور با مواد پوسته قارهای در فرلال صعود و جایگزیتی همخوانی دارد.

●Rhyolite △Dacite ◇Trachydacite ▲Trachyandesite ■Andesite



شکل ۵- موقعیت قرارگیری نمونههای سنگی بررسی شده بر روی نمودارهای طبقهبندی و تعیین سـری ماگمـایی: A) نمـودار SiO₂ در مقابـل مجموع آلکالی (Na₂O+K₂O) از Le Bas و همکاران (۱۹۸۶)؛ B) نمودار K₂O در مقابل SiO₂ از Miyashiro (۱۹۷۴). علایم به کار رفته در تمام نمودارها یکسان است. www.SID.ir



شکل ۶- A و B) نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار-ناسازگار و نسبتهای آنها در مقابل یکدیگر برای نشان دادن نقش جدایش بلوری به همراه هضم در طول تحول ماگمای سازنده سنگهای نیمهعمیق بررسی شده؛ FeOtotal/MgO (C در مقابل CaO/Al₂O₃ در مقابل Pearce *et al.*, CaO/Al₂O₃ در مقابل Rb/Zr (C (1984)) (Esperanca *et al.*, 1992) K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr (D (1984))



شکل ۷- نمودارهای چند عنصری برای نمونههای آداکیتی موجود در نوار افیولیتی سبزوار: A) بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and) (McDonough, 1989) (McDonough, 1989) و شده به کندریت (Sun, 1980).



شکل ۸- موقعیت قرار گیری نمونههای بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین محیط زمینساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)

بحث تحلیــل دادەھــای ژئوشــیمیایی س بررسے شدہ و مقایسے آنہا با معیارہای سنگشناختی آداکیتها (Castillo, 2006) بیانگر شباهت ژئوشیمیایی بسیار زیاد بین آنها است (جـدول ۲). نمونـههـای سـنگی بررسـی شـده در نم____ودار Y در مقاب____ل Sr/Y از Drummond و Defant (۱۹۹۰) بے طریق ور قابل انتظاری در محدوده ترکیبی آداکیت ها و دور از محدوده ســنگهـاي آنـدزيتي-داسـيتي-ريـوليتي معمـول (ADR=Andesite, Dacite, Rhyolite) كمان قرار گرفتهاند (شکل A-۹). همچنین، با توجه به نمودار تمایز انواع آداکیتها (شکل B-۹ و جدول ۳) از Martin و همکاران (۲۰۰۵) سینگ های مورد بررسی در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس (HSA High Silica Adakite) طبق هيندي مے شود.

از ویژگیهای بارز ماگماتیسم جوان آداکیتی در منطقه بررسی شده که در دیگر نقاط ایران نیز گرارش شده است (Omrani *et al.*, 2008)

:Ghasemi et al., 2010 :Dehnavi, 2010 Delavar, 2011) ميں تيوان به ويژگي هايي نظير: غالب بودن مجموعه سنگی ریولیت-داسیت-آنــدزیت، تمرکزهـای خیلـی بـالای LREE، مقـادیر خیلے پایین HREE و Y و نسبت ہای بالای La/Yb ،Sr/Y و Dy/Yb اشارہ کرد. کمربند افیولیتی و دگرگونی سیزوار با درازای ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر باقیمانده یوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتتیس به شمار می آید که در کرتاسه پایانی فعال بوده، به دنبال جنبش های کوهزایی آلپی پایانی (لارامید) در اواخر کرتاسه-پالئوسن، شروع به بسته شدن کردہ است.

مطالعات پیشین (Bauman *et al.*, 1983) نشان می هد که Ghasemi *et al.*, 2010) نشان می هد که فرورانش پر شیب و رو به شمال این سنگ کره اقیانوسی در طول کرتاسه-پالئوسین منجر به تشکیل یک کمان ماگمایی گسترده (۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر) از نوع جزیره کمانی در نوار شمالی ایران شده است.

| مقادیر میانگین محاسبه شده برای سنگهای نیمهعمیق پهنه سبزوار | معیارهای شناخت آداکیتها |
|--|---|
| $\mathrm{SiO}_2=\Delta\Delta/\Delta-\mathrm{YW/Y}$ Wt% | SiO ₂ >۵۶ Wt% |
| $Al_2O_3 = 16/6a-1.66$ Wt% | Al₂O₃≥۱۵ Wt% |
| Sr=ፕ • | Sr>٣٠٠ ppm |
| فقدان آنومالی منفی Eu | فقدان آنومالی منفی Eu |
| $Y < \tau/\tau - 1 V/\tau$ ppm | Y<\A ppm |
| Sr/Y>۴۸-۹۹/۴ | Sr/Y>۲ ۰ |
| $Yb < \cdot / \cdot \Delta - 1 / V ppm$ | Yb<1/٩ ppm |
| مقدار کم HFSE | مقدار کم Nb, Ta) HFSE(کم |
| تمرکزهای خیلی بالای LREE | تمرکزهای خیلی بالای LREE |
| تمرکزهای خیلی پایین HREE | تمرکزهای خیلی پایین HREE |
| $\mathrm{Sr}^{86}/\mathrm{Sr}^{87}= ullet/{ ullet} ullet$ | $\mathrm{Sr}^{86}/\mathrm{Sr}^{87}= \cdot/\mathrm{V}\cdot\mathrm{f}\cdot$ |
| Adakites & TTG | |
| Y (ppm) | $CaO + Na_2O$ |

جدول ۲- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای بررسی شده با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط Castillo (۲۰۰۶)

شکل A-A) نمودار Sr/Y در مقابل Sr از Drummond و ۱۹۹۰) Oefant و ۱۹۹۰) و اثبات ماهیت آداکیتی سنگهای بررسی شده؛ B) نمودار تمایز انواع آداکیتها از Martin و همکاران (۲۰۰۵) و قرارگیری سنگهای بررسی شده در میدان آداکیتهای پُرسیلیس.

| سنگی بررسی | نمونەھاى | ا میانگین | (۲۰۰۵) _؛ | همكاران | Martin و | کم سیلیس | رسیلیس و ⁻ | آداکیتهای پُ | ژئوشيميايي | <u>ژ</u> گیهای | مقايسه وي | _ ۳ | جدوز |
|------------|----------|-----------|---------------------|---------|----------|----------|-----------------------|--------------|------------|----------------|------------|--------|------|
| | | | | | | | | | | , سبز وار | ر افيوليتي | د, نوا | شده |

| | میانگین نمونههای بررسی شده | HSA | LSA |
|-----------------------|--|----------------------------------|--------------------------------------|
| SiO ₂ | ۶۳/۹ درصد | بیشتر از ۶۰ درصد | کمتر از ۶۰ درصد |
| MgO | ۴/۵-۰/۱۰ درصد، فاقد فنوکریست پیروکسن، به جز نمونه آندزیتی | ۵/۰-۴ درصد فاقد فنوکریست پیروکسن | ۴-۹ درصد، گاهی حاوی فنوکریست پیروکسن |
| CaO+Na ₂ O | ۵/۸ تا ۱۱ | کمتر از ۱۱ درصد | بیشتر از ۱۰ درصد |
| Sr | ۲۰۸ تا ۵/۹۶۴ ppm آنومالی مثبت کم Sr | Sr آنومالی مثبت کم Sr | Sr آنومالی مثبت شدید |
| TiO ₂ | ۱ ۰/۰ تا ۲/۰ درصد | کمتر از ۰/۹ درصد | بیشتر از ۳ درصد |
| LREE | LREE پایین تر در مقایسه با LRE | LREE پایین تر در مقایسه با LSA | LREE بالاتر در مقایسه با HSA |
| | | | |

کاشـمر-سـبزوار-قوچـان و تعیـین سـن نمونـههـا بـه روش پتاسيم-آرگون توسط Spies و همكاران (۱۹۸۳) نشان داد که این سنگها در چهار رخداد ماگمایی ائوسن (نمونههای با سن ۳۵ تا ۴۲ میلیون سال)، الیگوسن (نمونههای با سن ۲۳ تا ۳۲ میلیون سال)، میوسن (نمونههای با سن ۵ تا ۱۹ میلیون سال) و پلیوسن (نمونههای با سن ۲ تا ۳ میلیون سال) تشکیل شدهاند. اگرچه سنگهای ماگمایی این چهار رخداد تقریباً در تمام این مناطق گسترش دارد اما به طور نسبی بیشتر سنگهای ماگمایی جـوان نئـوژن (میوسـن-پلیوسـن) در بخـش شـمالیتـر این نوار ماگمایی در جنوب قوچان و شمال سبزوار و بیشــتر ســنگهـای ماگمـایی قـدیمی پـالئوژن (ائوسن-الیگوسن) در جنوب این نوار ماگمایی در جنوب سیبزوار-شیمال کاشیمر متمرکز است. در نتیجـه، مـیتـوان پـذیرفت کـه جبهـه ماگماتیسـم در طول زمان به تدریج از جنوب به سمت شمال مهاجرت کرده است. البته نباید از نقش پدیده عقب نشینی (roll-back) سنگ کره فرو رونده در طول زمان برای حضور سنگهای جوان در منطقه نزدیک به محل فرورانش چشم پوشی کرد. Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) نیز با تعیین سن نمونهای سنگ کل نئوژن منطقه مشکان به روش پتاسیم-آرگون رخداد ماگماتیسم جوان در این منطقه را تأييد كردهاند.

با توجه به شاهت سنگشناسی (ترکیب اسیدی-حدواسط)، کانیشناسی (حضور پلاژیوکلاز و هورنبلند با منطقهبندی ترکیبی) و ژئوشیمیایی (جدول ۲) سنگهای آذرین بررسی شده با آداکیتها، منشأ و نحوه تشکیل آنها را باید در چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی جستجو کرد. در سالهای اخیار پژوهشهای گستردهای در مورد خاستگاه آداکیتها انجام شده است اما این بررسیها با مجادلات و سردرگمیهای بسیاری

در ائوسن، با بسته شدن این اقیانوس و برخورد كمان ماگمايي ياد شده با لبه جنوبي البرز شرقي و در نتيجه، فرا رانده شدن دراز گودال اقيانوسي و بخشهایی از سنگ کره اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، نوارافیولیتی و دگرگونههای سرزوار و نوار ماگمایی مرتبط با آن تشکیل شدهاند. این نوار ماگمایی با فعالیتهای آتشفشانی گسترده و طولانی مدت در امتداد نوار افیولیتی همراه بوده است (Ghasemi et Amini and Khan-Nazar, 2000) al., 2010 این فعالیت های آتشفشانی با فوران های ائوسن میانی-فوقانی (حدود ۴۰ میلیون سال) شروع شده و تا پایان پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) ادامه داشــته اسـت (Shabanian *et al.*, 2012). بـا ييوســتن كمان آتشفشاني به لبه جنوبي ورقبه شمالي (البرز شرقی)، فعالیتهای آتشفشانی دارای طبیعت آهکی-قلیایی حاشیه قارمای شدهاند (Ghasemi et) al., 2010) از ائوسن فوقانى اليگوسن به بعد فرآوردههای فرانی ناشی از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبدهای نیمهعمیق در داخل مجموعه افيوليتي سبزوار و توالي آتشفشاني-رسوبي ائوسن-الیگوسنن و حتیی میوسنن ظیاهر شدهاند Ghasemi et al., 2010 Salehinejad, 2008). تداوم فرورانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی جبهه ماگماتیسم آداکیتی نیز در نئوژن به سمت شمال (مشکان در جنوب قوچان) مهاجرت کرده است Shabanian et al., Ghasemi et al., 2010) 2012). اين فعاليت هاي آتشفشاني به صورت گنبدهای آداکیتی پُرسیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین-قوچان (واقع در شمال نوار افيوليتي سبزوار) تظاهر يافتهاند (2009 ,Tanha, 2009 Shabanian et al., Ghasemi et al., 2010 (2012. نمون_هب_رداری تقریب_اً م_نظم از واح_دهای آتشفشانی پسا افیولیتی سنوزوئیک در فاصله بین www.SID.ir ض_خیم و دگرگ_ون ش_ده ت_ا ح_د رخس_اره گارنتآمفیبولیت/ اکلوژیت در فشار حداقل ۱۵ کیلوبار و دمای ۲۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (محـدوده پایـداری گارنـت) مـیتوانـد بـه تولیـد ماگماهایی با ماهیت آداکیتے منجر شود (Zhu et al., 2009 Peacock et al., 1994). ساير مـدلهـای ارایـه شـده بـرای تشـکیل ماگماهـای آداکیتی کے از مقبولیت کمتری برخوردارند به اختصار شامل موارد زیر است: الف) تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمانها در میدان پایداری گارنت (Zhu et al., 2009)، ب) ذوب مجـدد سـنگهـای حاصـل از انجمـاد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قارهای (Macpherson et al., 2006) و ج) تولید سنگهای آداکیتی از ذوب پوسته قارهای تحتانی لایه لایه شده و فرو افتاده در گوشته در پهنههای کششی درون قارهها (Wang *et al.*, 2004).

اکنون مشخص شد که سنگهای آداکیتی نوار ماگمایی سبزوار در گروه آداکیتهای پُرسیلیس قرار دارد. به عقیده Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت های پُرسیلیس، مذاب های حاصل از ذوب ورقبه اقیانوسی فرو رونده با ترکیب اکلوژیت یا گارنتآمفیبولیت در فشار معادل با فشار محدوده پایداری گارنت است که در خلال صعود از میان گوه گوشتهای با پریدوتیت آن واکنش دادهاند. این س___نگه___ا در نم___ودار Sr/Y در مقاب___ل Sr از Drummond و ۱۹۹۰) (شــــكل ۹-A) و نم ودار Yb)N) در مقاب ل (La/Yb)N) از Martin (۱۹۹۹) در محـدوده آداکیـتهـای مشــتق شـده از منابع متابازالتی و اکلوژیتی واقع شدهاند (شکل A-۱۰). به باور بیشتر سنگ شناسان، آداکیتهای الگو دارای گارنت به عنوان یک فاز اصلی دیرگداز تفالله در محل منبع خلود است و بنابراین، ترکیب سنگشناسی محل منبع آنها از نوع اکلوژیت،

همراه بوده است (Castillo, 2011) مشاهدات و تجارب آزمایشگاهی فرضیه تولید آداکیتها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرو رونده که در حد رخسارہ گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت دگرگون شـده را قـدرت بخشـیده اسـت. تجـارب آزمایشـگاهی بر روی ذوب متابازالتها و آمفیبولیتها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلوبار (شرایط پایداری گارنت) منجـر بـه توليـد مـذابهـای آداکیتـی شـد .(Rushmer, 1991 Beard and Lofgren, 1989) همچنین، حضور آداکیتها در پهنههای فرورانش بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (Macpherson *et al.*, 2006). يوسته اقيانوسي داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی تر بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفط کرردہ و برای ذوب مستعدت راست (Drummond and Defant, 1990). بنابراين، تشکیل ماگماهای آداکیتے از راہ ذوب پوسته اقیانوسی جوان محتملتر به نظر میرسد. حضور ادخــالهـایی از شیشــههـای آداکیتــی در بیگانهسنگهای درون گدازههای وابسته به فرورانش و حضور سنگهای آداکیتی در افیولیتها (مانند منطقه بررسے شدہ) نیےز از دیگے شواہد ایے خاستگاه است.

ب اعتقاد Grove و همکاران (۲۰۰۵) برخی ازگدازههای آداکیتی از تبلور ماگمای گوشتهای آبداری حاصل شدهاند که گوشته محل منبع آنها قبلاً توسط مذاب بخشی حاصل از ذوب ورقه فرو رو متحمل دگرنهادی شده است. بنابراین، احتمال دارد که بعضی از سنگهای آذرینی که ویژگیهای آداکیتی دارد، در حقیقت مذابهای خالص مشتق از ذوب بخشی ورقه فرو رونده نباشد بلکه از ذوب بخشی یک منبع گوه گوشتهای دگرنهاد و رگهای شده توسط مذابهای حاصل از ورقه فرو رو مشده توسته بخشی پوسته تحتانی



شکل ۱۰– موقعیت نمونههای آداکیتی بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین ماهیت منبع: La/Yb)N (A) در مقابل Martin, 1999) (Yb)N)؛ SiO₂ (B در مقابل MgO (2006) MgO).

نتيجهگيرى

سنگهای آذرین نفوذی کمعمق موجود در نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار با ترکیب سنگشناسی ریولیت، داسیت، تراکیآندزیت و آندزیت و ماهیت آهکی-قلیایی و آداکیتی پُرسیلیس، به صورت گنبدهای بزرگ و کوچک و دایک، با روند شمال غربی-جنوب شرقی، مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن و الیگومیوسن را قطع کرده و در ابتدای پلیوسن در سطح زمین برونزد یافته است.

این سنگها بخشی از کمان ماگمایی سبزوار است که در ادامه فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار ازائوسن میانی تا میوسن-پلیوسن در یک پهنه فرورانش حاشیه قاره با شیب رو به شمال به وجود آمدهاند.

بررسی های ژئوشیمیایی همراه با بررسی های سنگزادی نشان میدهد که این سنگ ها از ذوب بخشیی یک سنگ منشا اکلوژیتی یا گارنیت آمفیبولیتی حاصل از دگر گونی ورقه اقیانوسی فرو رانده شده نئوتتیس سبزوار ایجاد اجـرای طـرح پژوهشـی بـا شـماره ۹۱۰۰۰۵۴۸ صـندوق حمایـت از پژوهشـگران، معاونـت علمـی و فنـاوری ریاسـت جمهـوری اسـت. نگارنـدگان از همکـاری ارزشـمند مسـؤولان محتـرم آن صـندوق در تأمین هزینههای اجرای طرح تقدیر مینمایند. شـده و در خـلال صـعود متحمـل فرآینـدهای تبلـور تفریقی، هضم و آلایش ماگمایی شده است.

سپاسگزاری پـژوهش حاضـر بخشـی از یافتــههـای حاصـل از

منابع

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Iran. Geological society of America Bulletin 103: 983-992.
- Allahyari, S. (2010) Petrogenesis of upper Eocene igneous rocks of Kahak- Abbasabad magmatic belt. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Amini, B. and Khan-Nazer, N. H. (2000) Geological map of Iran, Mashkan sheet 1:100000, No. 7563, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ayers, J. C. (1998) Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. Contributions to Mineralogy and Petrology 132; 390-404.
- Baroz, F., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. (1983) Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Report no. 51: 205-237, Geological Survay of Iran.
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strantium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan INE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. Report no. 51, Geological Survey of Iran.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1989) Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites. Science 144: 195-197.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin 51: 257-268.
- Castillo, P. R. (2011) Adakite petrogenesis. Lithos 134: 304-316.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.
- Dehnavi, N. (2010) Petrology and geochemistry of igneous rocks of Shahr-e-Firoozeh region (west of Nayshaboor) and their mineralization. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Delavar, Z. (2011) Petrology and geochemistry of subvolcanic domes of southwest of Birrjand. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research 95: 21503-21521.
- Esperanca, S., Crisci, M., Derosa, R. and Mazuli, R. (1992) The role of the crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy). contributions to mineralogy to island arc. Journal of Geology 86: 323-334.

- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M. (2011) The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: implication for back-arc basin setting of central Iran Oligo-Miocene basin. Petrology 7: 77-94 (in Persian).
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, South of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 3: 347-370.
- Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin.
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkin-Tanton, L. T., Chatterjee, N. and Müntener, O. (2005) Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 148: 542-565.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K. and Hergt, J. M. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Science 21: 175-204.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth and Planetary Science Letters 131: 341-356.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) Geologie de la crouteoceanique, petrologie et dynamique endogenes. Masson, Paris.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4: 117-132.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature 380: 237-240.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Lench, G., Mihm, A. and Alavi-Tehrani N. (1977) Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran). Neues Jahrbuch fur Geology un Palaontologie Monatshefte 131: 156-178.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. Earth and Planetary Science Letters 243: 581-593.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46: 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79: 1-24.
- Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology 77: 19-26.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science 274: 321-355.
- Nasrabady, M., Moinvaziri, H., Razavi, M. H. and Mohajjel, H. (2010) Mineralogical paragenesis variations of northwest Sabzevar granulites during metamorphic evolutions. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 4: 544-531 (in Persian).
- Noghreyan, M. K. (1982) Evolution geochemi que, mine ralogique et structural dun edifice ophiolitique singguliere, Le massif de Sabzevar (partie central (NE de I, Iran). PhD thesis, University of Nancy, France.

- Omrani, J. Agard, P., Witechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106: 380-398.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. L. (1994) Partial melting of subducted oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 121: 227-244.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element of isrriminat diagrams for tectonic interpretation of granitic rock. Journal of petrology 25: 950-983.
- Razavi, R. (2011) Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks of Davarzan Sabzevar area. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Rushmer, T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology 107: 41-59.
- Salehinejad, H. (2008) Petrological and geochemical investigation of subvolcanic domes of Bashtin area (sw of Sabzevar). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey. Tectonics 31: 3013-3042.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasherb, K. and Ghazi, A. M. (2003) Petrology, grochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, north central Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21: 1053-1067.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A. (1983) Chemistry of the post-ophiolithic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/NE -IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report Report no. 51: 247-265, Geology Survey of Iran.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, I. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace -Elements at 900-1200 °c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 62: 1781-1801.
- Sun S.S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Philosophical Transactions of The Royal Society, 297: 409-445.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society, London.
- Tanha, A. (2009) Petrogenesis of Neogene igneous rocks in the north Anbar-Abad (Mashkan). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L. (2006) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. Journal of Petrology 47: 119-144.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L. (2004) Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. Geochemical Journal 38: 417-434.
- Wang, X. L., Shu, X. J., Xu, X., Tang, M. and Gasching, R. (2012) Petrogenesis of early Cretaceous adakite- like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. Journal of Asian Earth Sciences 61: 243-256.
- Zhu, A. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., Lee, H. Y., Kang, Z. Q., Liao, Z. L., Wang, L. Q., Li, G. M., Dong, G. C. and Liu, B. (2009) Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?. Journal of Asian Earth Sciences 34: 298-309.

Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks

Khadijeh Jamshidi, Habibollah Ghasemi * and Mahmoud Sadeghian

Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

Some high silica adakitic domes with rhyolite, dacite, trachy-dacite, trachy-andesite and andesite compositions belonging to upper Eocene-Pliocene, trending W-NW, intruded in to the Cretaceous-Paleocene ophiolitic complex, the Eocene volcano-sedimentary series and in some cases the Oligocene-Miocene sedimentary rocks, and enclose some fragments of these rocks as xenoliths. The most abundant minerals in these rocks are plagioclase and amphibole with various textures such as felsitic porphyric, microlitic porphyric, sieve, flow and glomeroporphyric. The presence of large volumes of detritic fragments of these adakitic domes in the Pliocene conglomerates and their absence in the Miocene detritus indicate uplifting and exposing of the studied domes in the earth surface in the Miocene-Pliocene interval. The parent magma of these rocks has calc-alkaline and per-aluminous nature which is characteristics of the arc volcanics. These rocks fall into the field of high-silica adakites (HAS) in classification diagrams. Enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in heavy rare earth elements (HREEs) are obvious in their MORB, primitive mantle and chondrite normalized spider diagrams. Strong depletion in HFSEs including Nb, Ti and P which is signature of arc volcanic, can be observed in these rocks. According to the petrogenetic diagrams, the parental magma of the rocks studied generated by partial melting of an eclogitic-garnet amphibolitic source derived from metamorphism of the Sabzevar Neotethyan subducted oceanic slab underneath the southern edge of the eastern Alborz zone. Also, the magma has been subjected to assimilation, fractional crystallization (AFC) and crustal contamination during ascend to higher levels and emplacement into the ophiolitic belt. The presence of the xenoliths, corrosion and chemical disequilibrium of the phenocrysts and their sieve textures and (Sr87/Sr86) i \approx 0.7045 in these rocks support the occurrence of these processes.

Key words: Petrology, Geochemistry, Adakite, Post-ophiolitic, Sabzevar, Ophiolitic Sabzevar zone